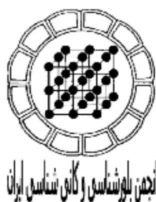
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۹۱ تا ۲۰۶



سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت زمین‌دینامیک سرزمین‌های گندوانایی ایران

مرضیه ویس‌کرمی*[1]، محمود صادقیان[1]، مینگو جای[2]، حبیب الله قاسمی[1]

۱-گروه سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین (پکن) و دانشگاه نورث‌وست (شمال‌غرب) شیان

(دریافت مقاله: ۹۷/۱/۱۸، نسخه نهایی: ۹۷/۵/۱)

چکیده: مجموعه دگرگونی ماجراد در کرانه شمالی پهنه‌ساختاری ایران‌مرکزی و جنوب‌شرقی شاهرود، طیف ترکیبی متنوعی شامل متاکربنات، متابازیت (شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت)، متاپلیت، متاپسامیت و متاریولیت را در برمی‌گیرد. سنگ‌والد متابازیت‌ها روانه‌های‌بازالتی زیردریایی بوده که در حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای نئوپروتروزوئیک‌پایانی تشکیل شده‌اند. ماگماهای سازنده سنگ‌مادر متابازیت‌ها دارای ماهیت قلیایی هستند، که از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILEs) و عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) غنی‌شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) تهی‌شدگی نشان‌می‌دهند و از خاستگاه‌هایی چون بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) تا بازالت‌های پشته های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) سرچشمه گرفته‌اند. با توجه به نتایج سن‌سنجی U-Pb انجام شده بر زیرکن‌های استخراج‌شده از گرانیتوئیدهای قطع‌کننده مجموعه دگرگونی ماجراد (با سن ۳٫۸ ± ۵۵۳ میلیون سال)، این مجموعه دارای سن نئوپروتروزوئیک‌پایانی است. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده می‌توان گفت که حوضه‌های مورد نظر اغلب به‌مرحله تشکیل سنگ کره اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم‌شدن نظام‌تراکمی، به‌سرعت بسته‌شده‌اند و مجموعه سنگ‌های‌درگیر در این فرایندها به‌صورت منشورهای به‌هم افزوده بر ورقه‌های‌قاره‌ای فرارانده‌شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: *متابازیت؛ نئوپروتروزوئیک پایانی؛ حوضه‌های کششی؛ ایران‌مرکزی؛ ماجراد؛ شاهرود.*

مقدمه

نقشه‌های جغرافیای دیرین کره زمین در گستره سنی نئوپروتروزوئیک-کامبرین‌پیشین [۱، ۲] نشان می‌دهند که سرزمین ایران در آن زمان، همراه با بخش‌هایی از سرزمین‌های آوالونیای غربی و شرقی، ماسیف سانترال فرانسه، ماسیف آرموریکن، ماسیف بوهمیا (یونان و چک)، آناتولی (ترکیه)، هند، تاریم و چین به صورت خرده قاره‌ای در کرانه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است. خرده قاره ایران در پالئوزوئیک و در اثر کافت‌زایی پالئوتتیس از کرانه شمالی گندوانا جدا شده [۳، ۴] و سپس طی کوهزایی سیمیرین پیشین و در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس و بسته‌شدن آن، در تریاس‌پایانی به اوراسیا پیوسته است [۵]. بخش عمده‌ای از بقایای سامانه زمین‌ساختی ماگمایی پروتروزوئیک‌پایانی به صورت سرزمین‌های پی‌سنگی، به ویژه در ایران مرکزی، رخنمون دارند [۵، ۶]. با بازشدن نئوتتیس در جنوب ایران در راستای زاگرس، تاریخچه پر پیچ و خم دگرگونی‌های زمین ساختی ایران ادامه یافته که پرداختن به آن، خارج از حوصله و مجال بحث این مقاله است. در سال‌های اخیر، پژوهش‌های

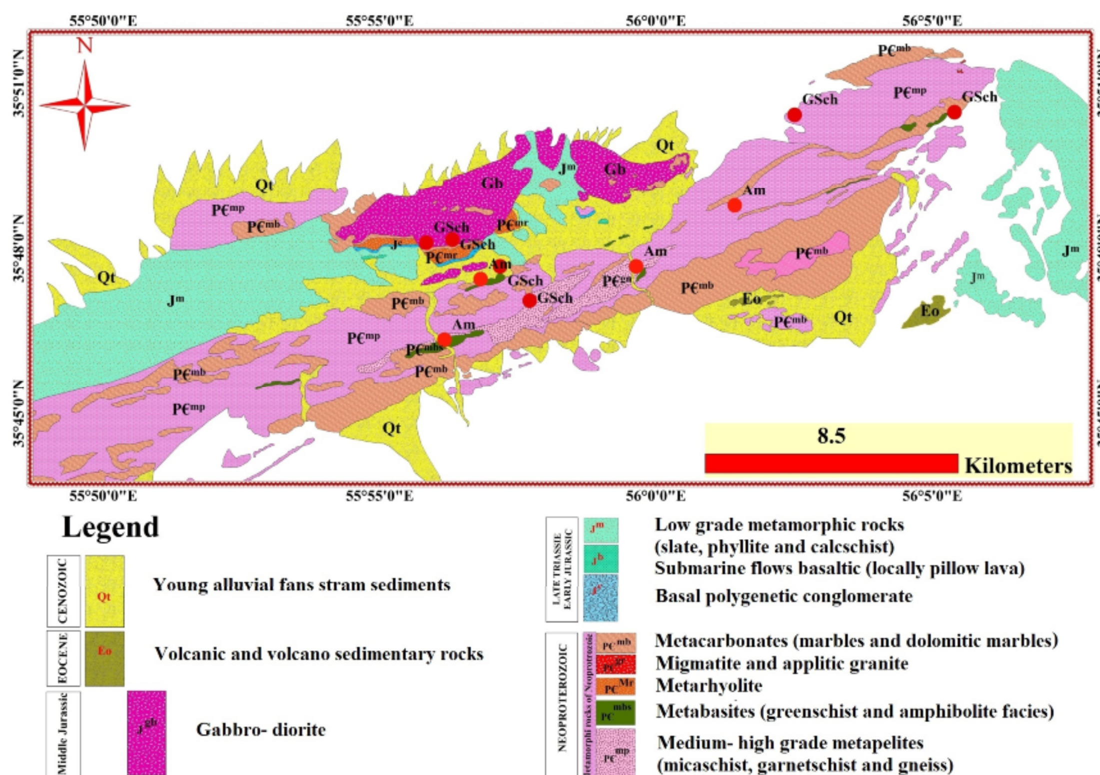
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۰۶۰۴۰۷۱۸، پست الکترونیکی: veiskaramim@gmail.com

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

گسترده‌ای پیرامون مجموعه‌های پی‌سنگی ایران انجام شده است [۷-۱۵]. ولی با توجه به تنوع و پیچیدگی‌های زمین‌شناسی سرزمین‌های گندوانایی مورد نظر، شناخت دگرگونی های زمین‌ساختی ماگمایی آنها نیازمند بررسی‌های گسترده و همه‌جانبه بیشتری است. سرزمین‌های گندوانایی به جز پهنه‌های کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران، در سایر نقاط ایران به ویژه در پهنه ساختاری ایران مرکزی، به طور پراکنده رخنمون دارند، ولی در مورد سن آنها اختلاف نظرهایی وجود دارد [۱۶]. در سال‌های اخیر، با گسترش روش‌های سن‌سنجی قابل اعتماد (سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن) پژوهش‌های ارزشمندی پیرامون این مناطق انجام شده و یا در حال انجام است که گام مؤثری در روشن شدن ابهامات موجود در مورد این سرزمین‌ها است. سن‌سنجی‌های انجام شده بیانگر گستره سنی نئوپروتروزوئیک پایانی - کامبرین پیشین برای این سرزمین‌ها است. بررسی‌های جدید نشان می‌دهند که سرزمین‌های پی‌سنگی ایران، اگرچه از نظر ویژگی‌ها و تنوع سنگ‌شناسی تشابه‌های بسیاری با سرزمین‌های پی‌سنگی سپر آفریقایی-عربی دارند، ولی گستره سنی تشکیل آنها به طور کامل متفاوت است [۱۶-۱۹]. مجموعه دگرگونی ماجراد که بررسی بخشی از دگرگونی‌های سنگ‌شناسی آن موضوع این مقاله است، از سرزمین‌های پی‌سنگی شمال پهنه‌ساختاری ایران‌مرکزی در جنوب دامغان تا شرق شاهرود است که در ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرقی بیارجمند رخنمون دارد. این مقاله به‌ویژه، به بررسی متابازیت‌های این مجموعه بر پایه نتایج تجزیه شیمی سنگ‌کل و شیمی‌کانی‌ها، نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی‌هایی که همه برای نخستین بار انجام شده‌اند می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه و شواهد صحرایی

مجموعه دگرگونی ماجراد با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب شرقی شاهرود (۶۵ کیلومتری جنوب‌شرق بیارجمند) و در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران‌مرکزی قرار دارد (شکل ۱). با توجه به بازدیدهای صحرایی، داده‌های زمین‌شیمیایی و نتایج سن‌سنجی می‌توان رخدادهای زمین‌شناسی این منطقه را در دو رده سنی نئوپروتروزوئیک‌پایانی و اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی جای داد.

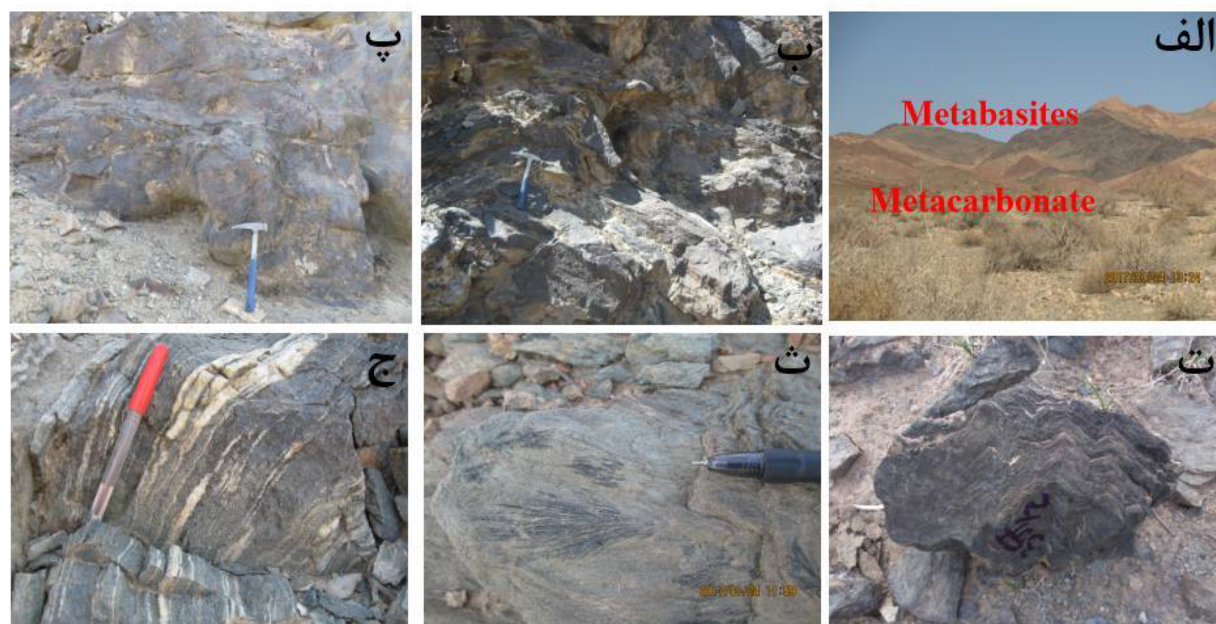


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی ماجراد بر پایه برداشت‌های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای گوگل‌ارث و نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی جدید که موقعیت جغرافیایی و ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی بر آن مشخص شده است (دایره‌های قرمز رنگ با علامت اختصاری GSch نشانگر شیست سبز و Am نشانگر آمفیبولیت هستند).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

از آنجا که رخدادهای تریاس پایانی تا ژوراسیک‌میانی موضوع اصلی این مقاله نیست، نخست به بررسی مختصر آنها بسنده کرده و بحث اصلی را پیرامون رخدادهای نئوپروتروزوئیک‌پایانی به تفصیل ادامه می‌دهیم. در مورد رخدادهای رسوبگذاری و دگرگونی های ماگمایی- دگرگونی اواخر تریاس تا ژوراسیک‌میانی می‌توان گفت که توالی ژوراسیک با کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک‌پایانی شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه می‌یابد. قطعات سازنده این کنگلومرای قاعده‌ای را قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر تشکیل می‌دهند که در بیشتر مناطق پی-سنگی جنوب شاهرود رخنمون دارند. در بین این توالی، افق-هایی از بازالت و هیالوکلاست‌ها و ولکانی‌کلاست‌های بازالتی نیز به صورت میان لایه یافت می‌شوند که گاه ضخامت آنها تا حدود ۱۰۰ متر نیز می‌رسد. در برخی از افق‌های بازالتی، ساخت‌بالشی بارزی دیده می‌شود (شکل ۲). توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس‌پایانی - ژوراسیک‌پیشین، در رخداد سیمرین-میانی در دوره ژوراسیک‌میانی به مجموعه دگرگونی درجه-پایینی شامل اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگونه، متاگری‌وک، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه بازتبلوری پایین) دگرگون شده‌اند. فراورده‌های برآمده از فرسایش توالی ژوراسیک در کنگلومرای پالئوسن و کنگلومرای قاعده توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن یافت می‌شوند. در جنوب آغل جمیل (در جنوب شترکوه)، کنگلومرایی سرشار از قطعات بازالتی با سن چینه‌شناختی کرتاسه پیشین دیده می-شود که قطعات آن از بازالت‌های توالی تریاس - ژوراسیک سرچشمه گرفته‌اند. این توالی را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز در نظر گرفت که در حوضه‌های کششی پشت‌کمانی تشکیل شده است [۲۰]. این توالی در برخی نقاط توسط تعدادی توده نفوذی گابرودیوریتی وابسته به ژوراسیک‌میانی قطع شده است.

مجموعه دگرگونی ماجراد شامل طیف گسترده‌ای از سنگ-های دگرگونی با ترکیب متاکربناتی، متاپسامیتی، متاپلیتی، متابازیتی و متاریولیتی است. در این مجموعه، متاکربنات‌ها در مقایسه با سایر سنگ‌ها از گستردگی و حجم بسیاری برخوردارند. متاپلیت‌ها طیف متنوعی از اسلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند که دما و فشار محیط تشکیل آنها در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت بوده است.



شکل ۲ تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف. دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها. ب و پ) ساختار بالشی حفظ شده در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول، ث) چین‌ها و ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول، ج) ساخت نواری ناشی از تشکیل بخش‌های روشن و تیره در آمفیبولیت‌های غرب معدن مس ماجراد و ج) آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار انگشتی در آکتینولیت شیست‌های غرب مزرعه ماجراد.

متابازیت‌ها که موضوع اصلی این مقاله هستند دسته دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماجراد هستند که اغلب با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها همراه هستند و به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیست-سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند (شکل ۲ الف). براساس بازدیدهای صحرایی و داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های مادر متابازیت‌ها روانه‌های بازالتی زیردریایی و سنگ‌های آتشفشانی - آواری وابسته هستند که در برخی مناطق چون جنوب آغل سیاه‌تول، ساخت بالشی سنگ‌های بازالتی والد آنها تا حد بسیاری محفوظ مانده و قابل مشاهده است (شکل‌های ۲ ب و پ). متابازیت‌های ماجراد شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت هستند و برگوارگی و خطوارگی بسیار بارزی را نشان می‌دهند. در برخی مناطق، ریزچین‌ها و چین‌های بسیار زیبایی در مقیاس‌های میلیمتری تا دکامتری در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل۲ ت). آکتینولیت‌های موجود در آکتینولیت شیست‌ها به صورت بلورهای سوزنی‌شکل با ساختار انگشتی تا پاپیونی ظاهر شده‌اند (شکل۲ ث). در برخی نقاط، رگه‌های سیلیسی در مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری متابازیت‌ها را قطع کرده‌اند. این رگه‌های سیلیسی، برآمده از ته نشست و تبلور سیال‌ها در اثر واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا و واپاشی کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها به آمفیبول هستند (شکل ۲ ج).

روش پژوهش

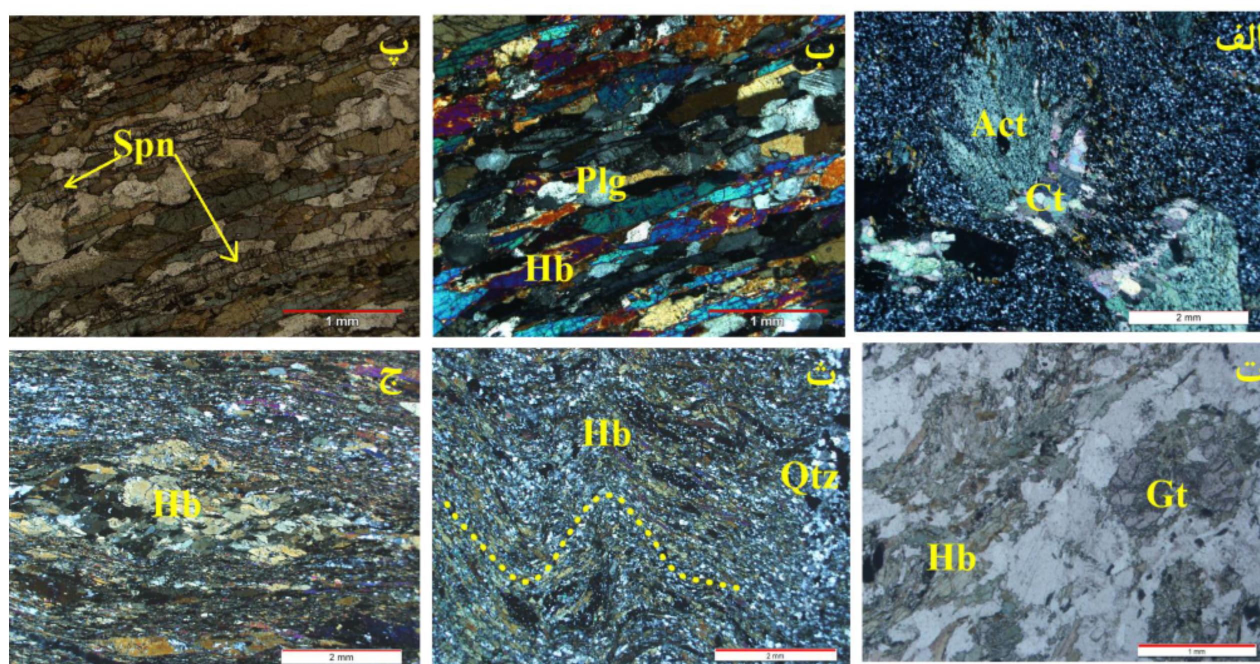
طی بازدیدهای صحرایی و بررسی همزمان روابط صحرایی متابازیت‌ها با دیگر سنگ‌های دگرگونی منطقه ماجراد، حدود ۱۵۰ نمونه سنگ برداشت شد و جهت بررسی‌های میکروسکوپی از بیشتر آنها مقطع نازک تهیه گردید. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، ۱۱ نمونه سنگی با کمترین میزان دگرسانی در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک انجمن علوم چین که دارای شهرت و اعتبار جهانی است، مورد تجزیه شیمیایی شدند. مقادیر عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر کمیاب به روش‌های طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف سنجی نشر جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. تعیین سن و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb به روش طیف‌سنجی نشر جرمی پلاسمای جفت شده لیزری (LA-ICPMS) در آزمایشگاه دگرگونی‌های سنگ کره‌ای دانشگاه نورث وست شیان در کشور چین انجام شده است.

سنگ‌نگاری

متاکربنات‌های مجموعه دگرگونی ماجراد شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی هستند. بازتبلور کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ کربنات‌ها از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. متاپلیت‌ها بیشتر شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت‌شیست، گارنت-میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس هستند. بافت غالب این سنگ‌ها لپیدوبلاستی بوده که ناشی از فراوانی مسکوویت در این سنگ‌هاست. بافت لپیدوبلاستی و غربالی نیز در میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. فراوانی مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها برگوارگی بارزی ایجاد کرده است. در برخی موارد نیز بلورهای بیوتیت به شکل ماهی (Mica fish) بافت‌های از نوع مایل را ایجاد کرده‌اند که ناشی از دگرریختی و میلونیتی شدن این سنگ‌ها در زون‌های برشی است.

متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد را می‌توان به دو گروه شیست سبز (آکتینولیت شیست) و آمفیبولیت- گارنت آمفیبولیت تقسیم کرد. آکتینولیت و در برخی موارد پلاژیوکلازهای سدیمی (آلبیت – الیگوکلاز، $Ab_{73-91}An_{9-26}$)، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آکتینولیت شیست‌ها هستند. کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن و اکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در آکتینولیت شیست‌ها یافت می‌شوند، بافت غالب این سنگ‌ها نماتوبلاستی است (شکل‌های ۳ الف و ب). هورنبلند سبز (هورنبلند، فروچرماکیت و آلومینوچرماکیت)، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز – آندزین، $Ab_{61-77}An_{23-39}$) و گارنت، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها هستند. در این سنگ‌ها، هورنبلند سبز از فراوانی بیشتری برخوردار است (شکل ۳). بیوتیت در برخی از نمونه‌های سنگی دارای مقادیر قابل‌توجهی است و می‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی سنگ به حساب آورد. این سنگ‌ها بافت‌های نماتوبلاستی و لپیدوبلاستی و گاه بافت متقاطع (دکوسیت) نشان می‌دهند. اسفن، تیتانومگنتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی بارز این سنگ‌ها هستند. شواهد دگرریختی چون برگوارگی، خطوارگی، بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند سبز و بیوتیت، به خوبی در این سنگ‌ها گسترش یافته‌اند (شکل ۳). در برخی از آمفیبولیت‌ها، تناوبی از کانی‌های تیره (هورنبلند، مگنتیت و اسفن) و روشن (پلاژیوکلاز و کوارتز) دیده می‌شود.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی از ویژگی‌های سنگ‌نگاری بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف - آکتینولیت شیست دارای شکفته بلورهای آکتینولیت و سایه فشاری تشکیل‌شده در مجاورت آنها که به صورت پهنه‌های دارای دانه‌های ریز کلسیت ظاهر شده‌اند، ب و پ) برگوارگی بارز ناشی از حضور هورنبلند و اسفن در آمفیبولیت‌ها، ت) گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت، ث) ریزچین‌های با مقیاس میکروسکپی در آمفیبولیت‌ها و ج) بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند در آمفیبولیت‌ها.

بحث: نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مادر متابازیت‌ها

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌کل ۱۱ نمونه متابازیتی شامل عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به شواهد صحرایی به ویژه ساخت‌های بالشی بازماندی، سنگ‌والد این متابازیت‌ها بازالت بوده است. جایگاه ترکیبی متابازیت‌های ماجراد در گستره I در نمودار مثلثی CaO - MgO - FeO_t [۲۱] نیز سنگ‌والد آذرین آن‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی [۲۲]، ترکیب سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد بیشتر در گستره ترکیبی بازالت‌ها قرار می‌گیرد (شکل ۴ ب). با توجه به دگرگونه‌بودن سنگ‌های مورد بررسی و تحرّک بالای عناصر بزرگ‌یون سنگ‌دوست (LILE)ها به‌ویژه سدیم و پتاسیم در فرایندهای دگرگونی، استفاده از نمودارهای بر پایه عناصر کم‌تحرک‌تر مانند زیرکنیم و تیتانیم، مانند نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 [۲۳]، نتایج مطمئن و قابل اعتمادتری به دست می‌دهد (شکل۴ پ). برای مقایسه جایگاه ترکیبی متابازیت‌های منطقه ماجراد با متابازیت‌های شترکوه و جندق، از نتایج تجزیه‌های شیمیایی این مناطق نیز استفاده شده است [۲۳] که همخوانی خوبی بین این نتایج وجود دارد (شکل ۴ ت). براساس نمودار P_2O_5 نسبت به Zr، نمونه‌های متابازیتی ماجراد دارای ماهیت قلیایی و به‌ندرت تولئیتی هستند (شکل ۴ ث).

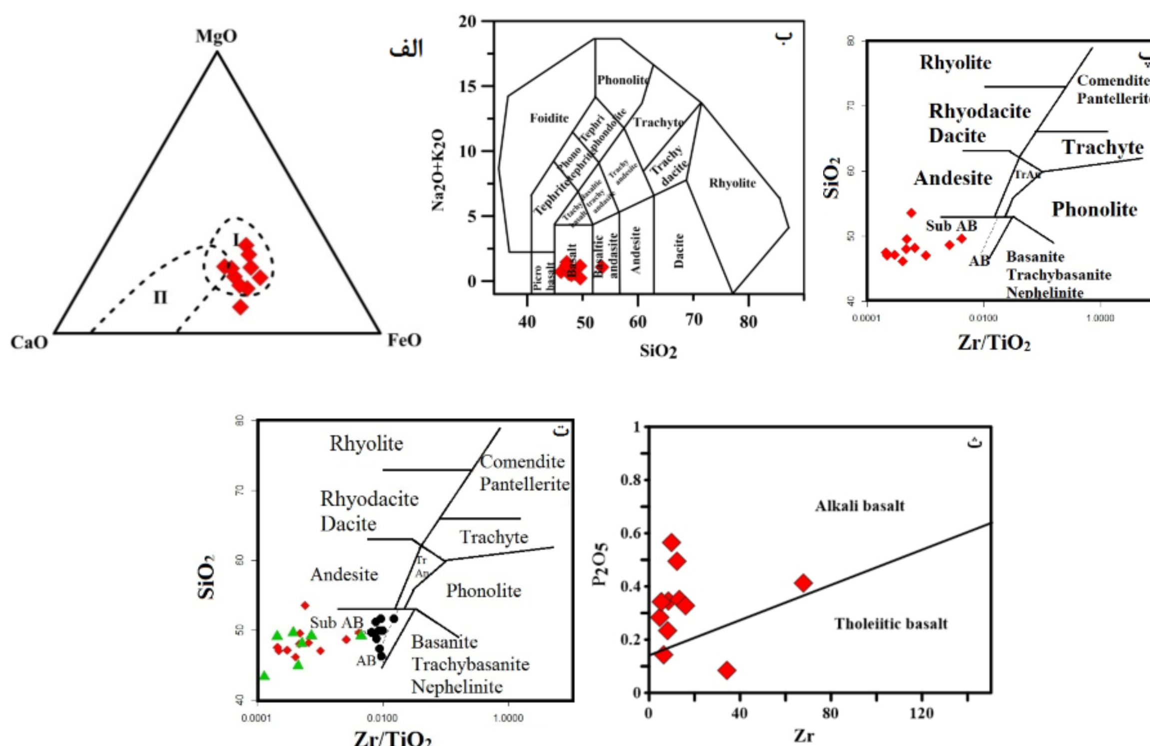
محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی

الگوی تغییرات عناصر خاکی‌نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴] (شکل۵ الف) نشانگر غنی‌بودن نسبی متابازیت‌های ماجراد از عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) و تغییر نسبت La_N/Yb_N آنها از ۱٫۷۵ تا ۹٫۷۷ است. متابازیت‌های ماجراد بر نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب تهی شده (NMORB) [۲۵] و نسبت به گوشته اولیه و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) [۲۵]، تهی‌شدگی از Zr (از عناصر با شدت میدان بالا، (HFSE) و غنی‌شدگی از LILEها مانند Cs, U و Th و همچنین Pb نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ ب و پ). غنی‌شدگی از Pb و عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون را می‌توان به آلایش ماگما به مواد پوسته‌ای طی صعود و جایگیری آن نسبت داد [۲۶] (شکل ۵ ت).

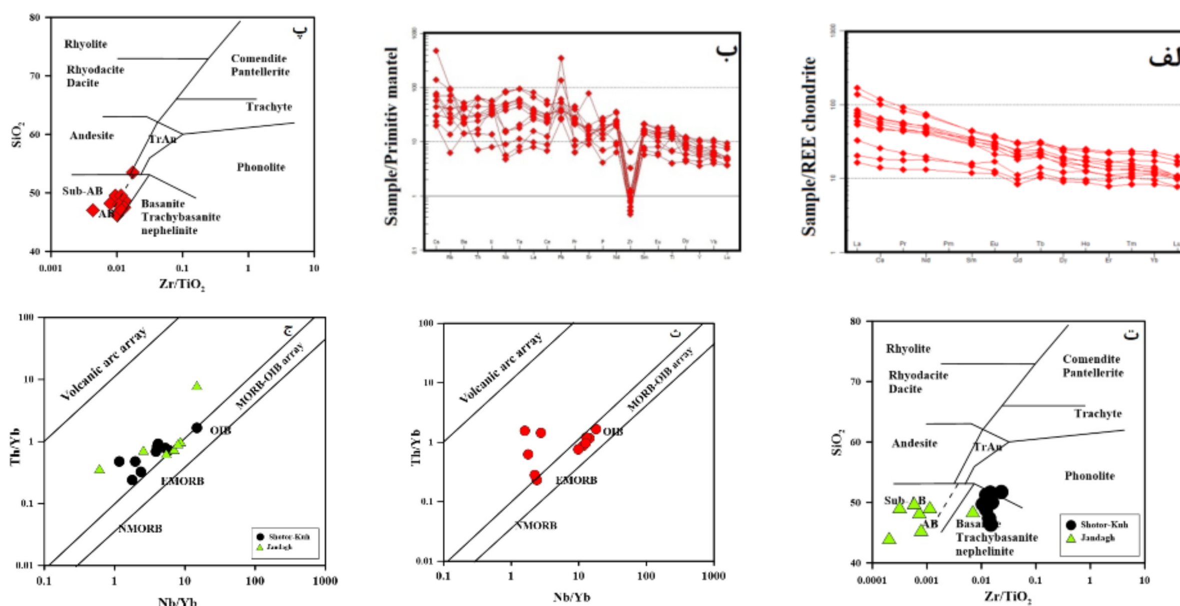
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌کل متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد به روش‌های XRF و ICP-MS.

نمونه	۱۰۰KM	۱۱٫۲KM	۱۴۷KM	۲۱۲KM	۲۱۲٫۲KM	۲۱۴KM	۲۶KM	۲۹۰KM	۸۰KM	۹۰KM	۳۵۲KM
SiO_2	۴۷٫۰۹	۴۷٫۶۵	۴۹٫۶۳	۴۷٫۱۱	۴۸٫۰۶	۴۵٫۱۳	۴۵٫۸۹	۴۳٫۰۷	۴۴٫۶۸	۴۴٫۴۹	۵۱٫۱۳
TiO_2	۳٫۰۶	۱٫۲۷	۱٫۲۹	۲٫۵۲	۰٫۷۸	۳٫۴۹	۲٫۶۸	۲٫۸۱	۲٫۱۵	۲٫۳۸	۰٫۵۲
Al_2O_3	۱۴٫۶۱	۱۵٫۳۷	۱۴٫۶۸	۱۳٫۸۸	۱۶٫۳۱	۱۴٫۰۹	۱۴٫۲	۱۳٫۵۱	۱۶٫۹۵	۱۶٫۰۲	۱۵٫۶۱
Fe_2O_3t	۱۳٫۸	۱۱٫۰۲	۹٫۹۱	۱۴٫۱۶	۷٫۴۸	۱۶٫۸۵	۱۳٫۴۴	۱۶٫۷۱	۱۳٫۲۶	۱۴٫۲۶	۹٫۵۹
MnO	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۲۳	۰٫۱۶
MgO	۷٫۱۵	۶٫۸۳	۶٫۰۴	۵٫۱	۹٫۱۴	۴٫۱۴	۵٫۵	۴٫۷۳	۶٫۰۳	۶٫۳۲	۷٫۷۲
CaO	۹٫۳	۱۰٫۶۸	۸٫۴۶	۸٫۸۶	۱۲٫۵۷	۷	۱۰٫۸۹	۸٫۲۱	۶٫۷۹	۷٫۹۴	۹٫۰۶
Na_2O	۱٫۵۳	۱٫۹۲	۱٫۳۰	۴٫۰۰	۲٫۱۷	۲٫۹۲	۲٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۲۲	۱٫۵۲	۱٫۹۸
K_2O	۰٫۶۵	۱٫۱۳	۱٫۰۰	۰٫۵۶	۰٫۲۲	۱٫۳۹	۰٫۴۶	۰٫۶۷	۰٫۵۴	۱٫۱۳	۱٫۱۵
P_2O_5	۰٫۳۴	۰٫۱۴	۰٫۲۲	۰٫۴۰	۰٫۰۸	۰٫۵۴	۰٫۳۴	۰٫۴۶	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۰۸
افت گرمایی	۱٫۸۸	۲٫۴۲	۵٫۸۲	۸٫۸۴	۲٫۴۸	۳٫۴۴	۳٫۱۴	۵٫۸۲	۵٫۳۸	۴٫۳۶	۱٫۹
مجموع	۹۹٫۵۶	۹۸٫۶۰	۹۸٫۵۶	۱۰۵٫۶۳	۹۹٫۴۲	۹۹٫۱۷	۹۸٫۷۴	۹۹٫۱۸	۹۹٫۴۱	۹۸٫۹۸	۹۸٫۸۹۷۱
Li	۴۸٫۸	۸٫۸۴	۲۴٫۶	۷٫۷۵	۴٫۸۴	۱۵٫۹	۶٫۵۱	۱۱٫۷	۱۲٫۴	۲۱٫۱	۱۰٫۵
Be	۰٫۸۷	۰٫۵۰	۱٫۱۲	۱٫۰۵	۰٫۲۹	۱٫۳۳	۱٫۵۹	۰٫۷۲	۰٫۹۶	۰٫۵۹	۰٫۶۲
Sc	۳۱٫۱	۴۱٫۷	۴۰٫۸	۴۵٫۵	۴۴٫۱	۲۹	۳۴٫۳	۳۷٫۹	۳۴٫۳	۲۴٫۴	۳۹٫۹
V	۳۰۰	۲۳۶	۲۲۴	۳۵۸	۱۸۱	۳۳۳	۲۹۹	۴۱۹	۲۴۷	۲۳۱	۲۰۷
Cr	۱۳۷	۱۲۲	۲۳۶	۳۹٫۲	۳۶۸	۱۱٫۶	۴۶٫۸	۴۵٫۶	۱۴۳	۳۴٫۹	۱۰۳
Co	۴۹	۳۷٫۹	۳۳٫۱	۴۳٫۱	۴۲٫۶	۴۷٫۱	۴۷	۴۷٫۹	۵۳٫۷	۵۱٫۱	۴۴٫۵
Ni	۴۷٫۹	۳۱٫۹	۴۵٫۷	۲۸٫۶	۹۹	۱۰٫۴	۴۹٫۲	۴۶٫۱	۵۶	۵۱٫۴	۴۲٫۱
Cu	۶۰٫۵	۷۰٫۳	۵۸٫۴	۱۱۱	۸۹٫۹	۵۳٫۸	۱۰۸	۹۹٫۱	۴۹	۴۸٫۵	۳۸٫۲
Zn	۱۹۷	۱۲۴	۱۵۲	۱۸۴	۷۶٫۴	۲۰۶	۱۹۰	۱۵۱	۱۴۹	۱۸۶	۸۷٫۱
Ga	۲۰٫۶	۱۶٫۸	۱۸٫۸	۲۱٫۴	۱۴٫۱	۲۵٫۷	۲۰٫۵	۲۰٫۶	۲۱٫۳	۲۱٫۶	۱۶٫۴
Rb	۱۳٫۴	۳۴٫۲	۵۴٫۵	۱۶٫۷	۳٫۷	۴۲٫۶	۸٫۱	۱۶٫۳	۱۹٫۷	۵۷٫۱	۲۴٫۶
Sr	۳۲۷	۲۱۹	۳۲۵	۲۵۴	۲۱۵	۳۹۳	۲۶۸	۲۲۴	۳۷۰	۱۵۵۱	۱۷۷
Y	۲۳٫۲۰	۲۳٫۰۰	۳۲٫۹۰	۴۶٫۷۰	۱۵٫۳۰	۳۵٫۹۰	۳۰٫۸۰	۴۳٫۳۰	۲۵٫۷۰	۲۸٫۶۰	۱۸٫۴۰
Mo	۰٫۵۵	۰٫۴۴	۰٫۶۹	۰٫۶۵	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۹۳	۰٫۳۷	۰٫۷۷	۰٫۴۵	۰٫۴۷
Cd	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۷
In	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹۴	۰٫۰۷
Sb	۰٫۶۹	۰٫۵۱	۰٫۷۰	۱٫۰۴	۰٫۳	۰٫۳۸	۰٫۵۲	۰٫۳۳	۰٫۶۲	۰٫۴۶	۰٫۳۱
Cs	۱٫۲	۰٫۶۲	۲٫۹۳	۱٫۴۷	۰٫۴۱۶	۱٫۴۸	۰٫۵	۰٫۶۵	۱٫۶۲	۱۰	۰٫۹۳
Ba	۲۸۰	۱۷۴	۱۴۱	۹۴٫۱	۹۳٫۶	۳۳۹	۱۷۲	۲۶۵	۱۵۱	۱۹۰	۲۹۵
La	۲۲٫۳۰	۶٫۳۳	۲۱٫۶۰	۱۶٫۷۰	۵٫۱۴	۴۲٫۸۰	۲۴٫۱۰	۵۲٫۵۰	۱۸٫۶۰	۲۶٫۱۰	۱۰٫۲۰
Ce	۴۷٫۱	۱۴٫۹	۴۳٫۷	۳۷٫۴	۱۱٫۴	۸۲٫۱	۵۲٫۳	۹۵٫۸	۳۹٫۲	۵۳	۲۰٫۸
Pr	۶٫۳۹	۲٫۱۶	۵٫۷۸	۵٫۴۴	۱٫۶۱	۹٫۹۸	۶٫۸۱	۱۱٫۴	۵٫۳۳	۷٫۰۴	۲٫۶۸
Nd	۲۸٫۱۰	۱۰٫۸۰	۲۵٫۳۰	۲۶	۸٫۰۱	۴۲٫۶	۳۱٫۱۰	۴۴٫۷۰	۲۴٫۱۰	۳۰٫۲۰	۱۱٫۹۰
Sm	۶٫۱۸	۳٫۱۴	۵٫۷۵	۶٫۸۸	۲٫۳۳	۸٫۷۱	۶٫۹۳	۸٫۵۷	۵٫۶۵	۶٫۳۷	۲٫۸۸
Eu	۲٫۱۳	۱٫۲۵	۱٫۵۷	۲٫۲۶	۰٫۸۷	۲٫۷۸	۲٫۳	۲٫۶۳	۱٫۸۶	۱٫۹۹	۰٫۹۴
Gd	۵٫۲۹	۲٫۹	۵٫۱۱	۶٫۳۱	۲٫۱۸	۷٫۷	۶٫۰۷	۸	۴٫۶۸	۵٫۵۶	۲٫۵۴
Tb	۰٫۹۷۷	۰٫۶۷۲	۱٫۰۵	۱٫۴۱	۰٫۴۹۷	۱٫۴۲	۱٫۱۷	۱٫۵	۰٫۹۵	۱٫۰۸	۰٫۵۶
Dy	۴٫۹۴	۳٫۹۴	۵٫۹۲	۸٫۲۷	۲٫۹	۷٫۴۵	۶٫۲۷	۸٫۰۱	۵٫۱۴	۵٫۶۷	۳٫۱۶
Ho	۰٫۹۱۸	۰٫۸۹۸	۱٫۲۶	۱٫۸	۰٫۶۴	۱٫۴	۱٫۲۳	۱٫۶۹	۱٫۰۸	۱٫۰۷	۰٫۶۹
Er	۲٫۳۱	۲٫۳۳	۳٫۴۸	۴٫۷۷	۱٫۶۵	۳٫۶۵	۳٫۱۱	۴٫۶۶	۲٫۷۹	۲٫۷۸	۲
Tm	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۵۷	۰٫۷۷	۰٫۲۷	۰٫۵۱	۰٫۴۷	۰٫۷۰	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۳۶
Yb	۲	۲٫۴۶	۳٫۶	۴٫۷۸	۱٫۷۶	۲٫۹۸	۲٫۸۳	۴٫۳۳	۲٫۵۵	۲٫۶۵	۲٫۳۳
Lu	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۵	۰٫۶۴	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۵۵	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۳۲
W	۰٫۴۳	۰٫۵۲	۱٫۴۲	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۷۶	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۸۲	۰٫۴۴
Tl	۰٫۰۷	۰٫۲۰	۰٫۳۴	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۳۵	۰٫۱۹
Pb	۹٫۱۴	۵۲٫۳	۲۰٫۴	۷٫۹۹	۳٫۸۹	۷٫۹۶	۵٫۹۶	۴٫۱	۵٫۴	۵٫۹۱	۷٫۹۱
Bi	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۴۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۶
Th	۲٫۳۴	۰٫۵۶۷	۵٫۱۸	۱٫۳۵	۱٫۱	۴٫۹۵	۲٫۴۶	۵٫۱۹	۱٫۹۴	۲٫۵۴	۳٫۶۲
U	۰٫۶۵۹	۰٫۱۵۹	۱٫۱۲	۰٫۸۰۴	۰٫۲۷۴	۱٫۱۵	۰٫۷۴	۰٫۹۵	۰٫۶۲	۰٫۹۰	۰٫۹۰
Nb	۲۸٫۸	۵٫۹	۹٫۹	۱۰٫۶	۳٫۱۱	۵۳٫۹	۳۲٫۴	۵۵٫۴	۲۵٫۱	۳۳٫۷	۳٫۷۱
Ta	۱٫۹	۰٫۴۲	۰٫۷۷	۰٫۶۶	۰٫۲۵	۳٫۴۷	۲٫۱۲	۳٫۵۱	۱٫۶۳	۲٫۲۴	۰٫۳۰
Zr	۸٫۶۵	۶٫۵۶	۸	۶۸	۳۴٫۲	۱۰	۱۳٫۲	۱۲٫۲	۴٫۷۸	۵٫۵۸	۵٫۴۷
Hf	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۴	۲٫۵۴	۱٫۴۴	۰٫۳۸	۰٫۶۲	۰٫۴۹	۰٫۲۴	۰٫۳۶	۰٫۴۹



شکل ۴ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در: الف- نمودار مثلثی مرجع [۲۱] جهت تفکیک ارتوآمفیبولیت‌ها (I) و پارا آمفیبولیت‌ها (II)، ب - نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۲۲]، پ) نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۳] به منظور نامگذاری سنگ‌های آذرین بیرونی مادر متابازیت‌ها، ت) نمودار مرجع [۲۳] جهت مقایسه موقعیت ترکیبی متابازیت‌های ماجراد و شترکوه ، (دایره‌های سیاه رنگ) و جندق (مثلث‌های سبز رنگ) و ث) نمودار P_2O_5 نسبت به Zr برای تعیین سری ماگمایی [۲۳].



شکل ۵ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در الف) نمودار تغییرات عناصر خاکی‌نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴]، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۵]، پ) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB [۲۵]، ت) نمودار Ce/Pb نسبت به MgO، [۲۵] جهت تعیین آلودگی نمونه‌های متابازیتی، ث) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۷] برای نمونه‌های متابازیتی ماجراد و ج - نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۷] برای نمونه‌های متابازیتی ماجراد، شترکوه و جندق.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

به منظور بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های خاستگاه سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد، جایگاه نمونه‌های متابازیتی در نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۷]، الگوی بهنجار شده عناصر فرعی و عناصر خاکی‌نادر این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه، OIB و EMORB رسم شد. الگوی تغییرات متابازیت‌های مورد بررسی با غنی‌شدگی از عناصر خاکی‌نادر سبک نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا به همراه نبود ناهنجاری منفی Ti، سرچشمه گرفتن ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر متابازیت‌ها از خاستگاهی مشابه با خاستگاه بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را تأیید می‌کند. چنین خاستگاهی در واقع می‌تواند سنگ کره زیرقاره‌ای تا حدی دگرنهاده باشد. نمونه‌های متابازیتی منطقه ماجراد در برخی نمودارهای زمین‌شیمیایی نوعی رفتار دوقطبی یا دودسته‌ای نشان می‌دهد که گروهی از آنها نسبت به گروه دیگر از تیتانیم غنی‌تر هستند. حضور اسفن و روتیل با فراوانی قابل‌توجه در مقاطع نازک این سنگ‌ها با این موضوع همخوانی دارد که البته در جریان تغییر و دگرگونی‌های سنگ‌شناسی و فرایند دگرگونی به وجود آمده‌اند. این دو قطبی بودن در نمودارهای تعیین خاستگاه نیز دیده می‌شود، به‌طوری که بخشی از متابازیت‌ها بیشتر خاستگاه OIB یا شبه OIB و دسته دیگر بیشتر خاستگاهی مانند EMORB را نشان می‌دهند. شاید بتوان این دوقطبی بودن را چنین تفسیر کرد که طی گسترش محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای، شرایط از مرحله حوضه‌های کششی درون‌قاره‌ای به سمت تشکیل حوضه‌های اقیانوسی اولیه با مذاب نوع EMORB پیش‌رفته است و سنگ کره قاره‌ای چنان نازک شده است که شرایط برای تشکیل پوسته‌های اقیانوسی فراهم شده و بازالت‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده به درون حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی نئوپزوتروزوئیک‌پایانی راه یافته‌اند. برای اطمینان بیشتر در مورد این برداشت، از داده‌های زمین‌شیمیایی متابازیت‌های مناطق همجوار و با تاریخچه زمانی مشابه چون شترکوه و جندق نیز استفاده شد که در مجموع آنها نیز خاستگاه دگرگونی از OIB تا EMORB را نشان می‌دهند. حضور سنگ‌های وابسته به پوسته و سنگ کره اقیانوسی در مجموعه دگرگونی جندق (دونیت، کرومیتیت، هارزبورزیت، گابرو، لوکوگابرو و بازالت‌های بالشی) در جایی معروف به ابراهیم زهرا (جنوب غرب عروسان) می‌تواند تأییدی بر این موضوع باشد. گفتنی است که حضور بقایای سنگ کره اقیانوسی در مجموعه دگرگونی چاپدونی [۲۸] گزارش شده است.

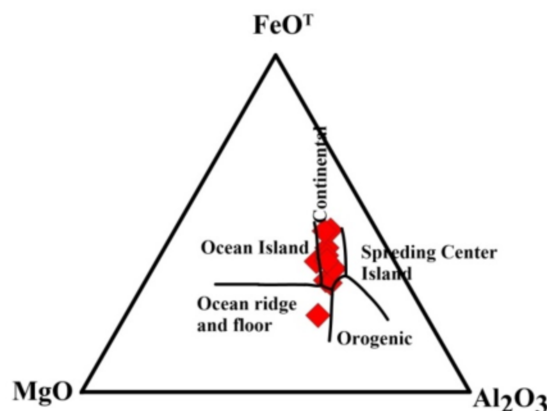
برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های متابازیتی از نمودار $MgO-Al_2O_3-FeO^T$ [۲۹] استفاده شد. این نمودار براساس اکسیدهای اصلی رسم شده است و سنگ‌های بازی تا حدواسط محیط‌های مختلف را تفکیک می‌کند که نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمونه‌های متابازیتی در نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf [۲۹] در گستره بازالت‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب).

از نمودار Ce/Sm نسبت به Sm/Yb [۳۰] برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل خاستگاه استفاده می‌شود. ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بیش از ۲/۵ نسبت به خاستگاه را ایجاد می‌کند. میانگین این نسبت برای نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی ۱/۹۹ است و در جایگاه بدون گارنت قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ). از زمین‌شیمی عناصر خاکی‌نادر برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود. براساس نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb ماگمای سازنده سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی ماجراد از ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل ۶ ت) [۳۱]. جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی گوشته محل منبع نمونه‌های متابازیتی از نمودار Yb نسبت به La/Yb [۲۵] استفاده شد. بر اساس این نمودار، ماگمای والد این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک خاستگاه اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته است (شکل۶ ث).

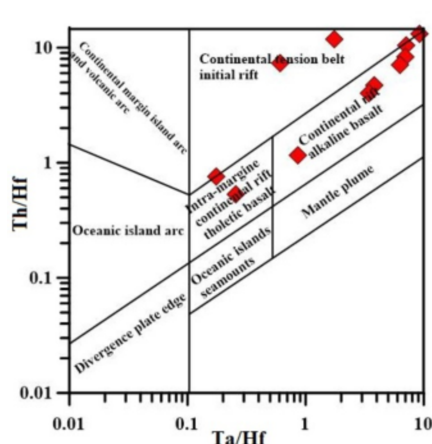
سن سنجی

نتایج برآمده از سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن در جدول ۲ ارائه شده است. زیرکن یک کانی فرعی غنی از اورانیوم است که در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها وجود دارد و به عنوان بهترین زمین زمان‌سنج در سن‌سنجی‌های ایزوتوپی استفاده می‌شود. از میان روش‌های سن‌سنجی ایزوتوپی رایج در چند دهه اخیر، روش‌های برپایه استفاده از ریزپرتوها مانند طیف‌سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) و LA-ICPMS کاربرد گسترده‌ای یافته‌اند. در روش LA-ICPMS، قطر ناحیه مورد بررسی حدود ۳۰ تا ۶۰ میکرون و مقدار خطای اندازه‌گیری در گستره ۱ تا ۱۰ درصد است که به صورت $2\sigma\%$ بیان می‌شود. بررسی عکس‌های کاتد و لومنیسانس (CL) زیرکن‌های جدا شده از نمونه متابازیتی نشان می‌دهد که بیشتر زیرکن‌ها خودشکل، شفاف و بدون هسته موروثی هستند و اندازه آنها بین 200-600μm متغیر است (شکل ۷ الف).

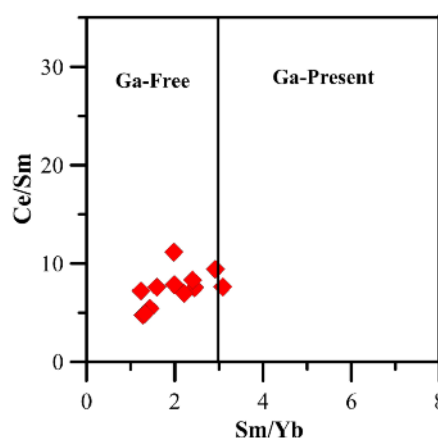
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]



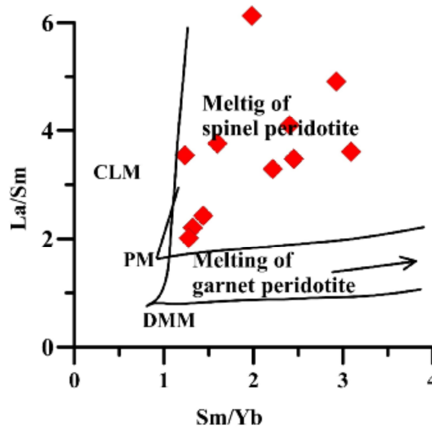
الف



ب

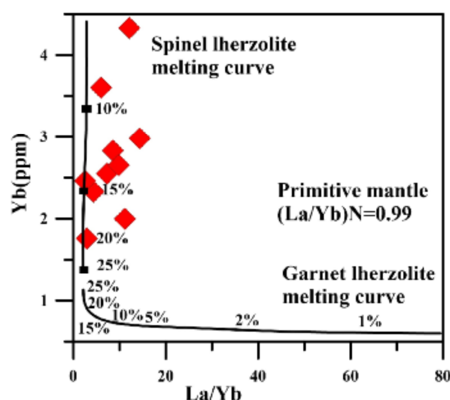


پ



CLM: Cntinental lithosphric mantle
DMM:Depleted Morb mantle
PM: Primitive mantle

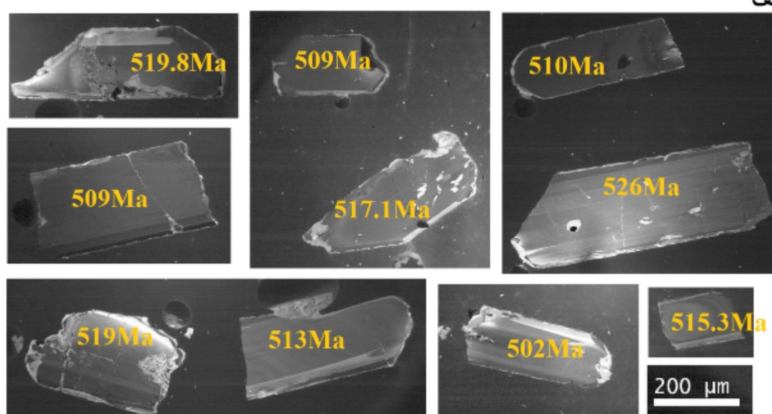
ت

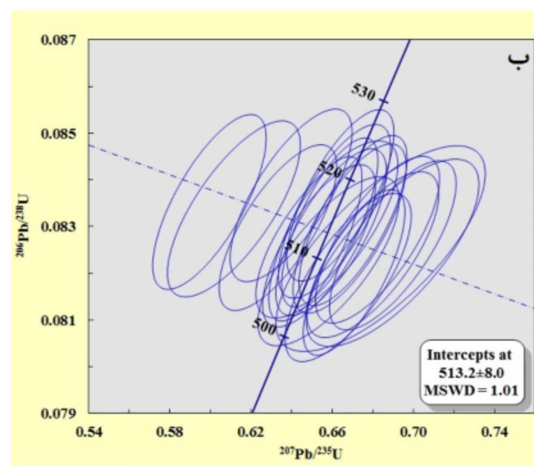


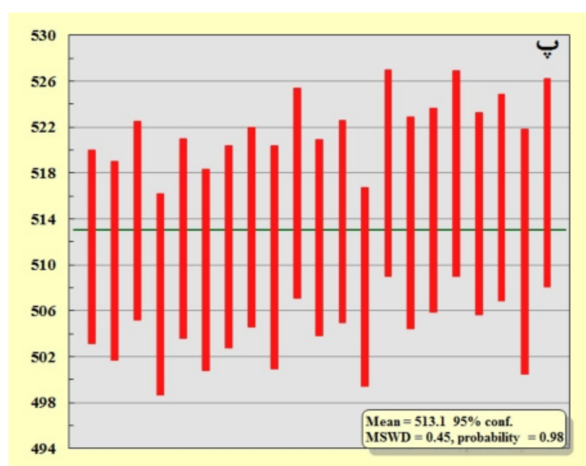
ث

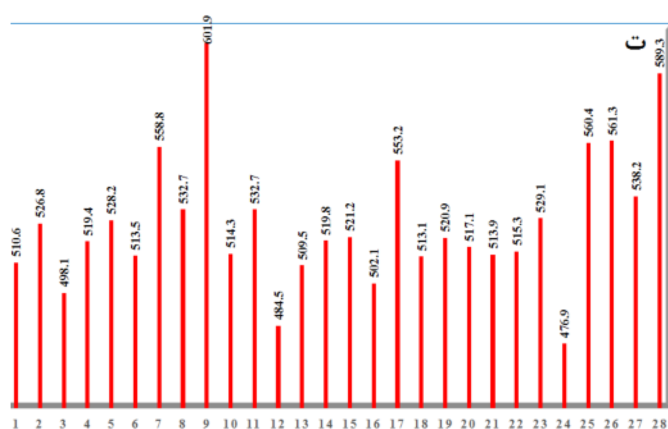
شکل ۶ جایگاه نمونه‌های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد در الف) نمودار MgO-Al_2O_3-FeOT [۲۹] جهت تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، ب) نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf [۲۹] برای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، پ) نمودار Ce/Sm نسبت به Sm/Yb [۳۰] به منظور تشخیص حضور گارنت در خاستگاه ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، ت) نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb جهت تعیین ماگمای والد نمونه‌های متابازیتی [۲۶] و ث) نمودار Yb نسبت به La/Yb برای تعیین درجه ذوب‌بخشی ماگمای اولیه سازنده سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد [۲۵].

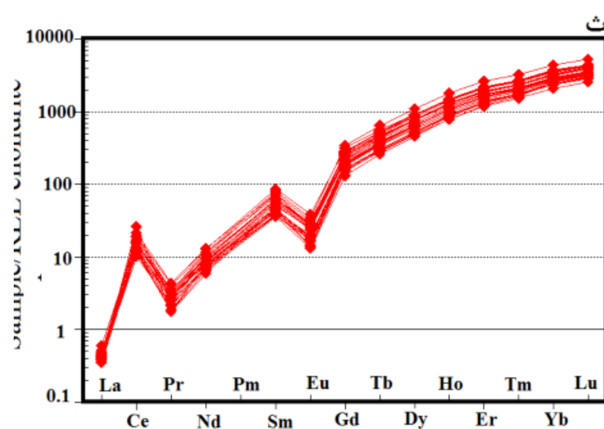
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]











شکل ۷ الف- تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن های جدا شده از نمونه متابازیتی (آمفیبولیت) مجموعه دگرگونی ماجراد که سن‌های به دست آمده برای هر نقطه از زیرکن‌ها بر آنها مشخص شده‌است. ب و پ) نمودار سازگاری و میانگین سنی رسم شده بر اساس نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی به روش LA-ICPMS . ت) نمودار ستونی نشان دهنده تغییرات سنی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌های ماجراد و ث) نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴] برای زیرکن‌های اسخراج شده از نمونه آمفیبولیتی تعیین سن شده.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

جدول۲ نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن‌های نمونه آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی ماجراد.

نمونه نقطه	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	± σ %	206Pb/238U	± σ %	208Pb/232Th	± σ %	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	± σ %	206Pb/238U	± σ %	208Pb/232Th	± σ %	238U	232Th
Km352-1	۰٫۰۵۷۳۵	۰٫۰۰۲۱۶	۰٫۶۵۳۴۹	۰٫۰۲۲۷۴	۰٫۰۸۲۵۹	۰٫۰۰۱۴۲	۰٫۰۲۶۱۳	۰٫۰۰۰۵۳	۵۰۴٫۷	۸۱٫۱۵	۵۱۰٫۶	۱۳٫۹۶	۵۱۱٫۶	۸٫۴۵	۵۲۱٫۳	۱۰٫۳۵	۳۷۶٫۱۸	۳۴۴٫۲۵
Km352-2	۰٫۰۵۹۸۲	۰٫۰۰۲۴۹	۰٫۶۸۰۰۶	۰٫۰۲۶۵۶	۰٫۰۸۲۴	۰٫۰۰۱۴۵	۰٫۰۲۶۷۲	۰٫۰۰۰۵۵	۵۹۷٫۲	۸۷٫۸۱	۵۲۶٫۸	۱۶٫۰۵	۵۱۰٫۴	۸٫۶۴	۵۳۲٫۹	۱۰٫۸۶	۳۰۷٫۰۳	۳۱۹٫۱۲
Km352-3	۰٫۰۵۵۳۱	۰٫۰۰۲۲۲	۰٫۶۳۳۲۵	۰٫۰۲۳۷۳	۰٫۰۸۲۹۸	۰٫۰۰۱۴۵	۰٫۰۲۵۵۲	۰٫۰۰۰۵۴	۴۲۴٫۶	۸۶٫۹۱	۴۹۸٫۱	۱۴٫۷۵	۵۱۳٫۹	۸٫۶۵	۵۰۹٫۳	۱۰٫۶۸	۳۲۲٫۸	۲۷۴٫۳۷
Km352-4	۰٫۰۵۹۰۹	۰٫۰۰۲۴۱	۰٫۶۶۷۸۵	۰٫۰۲۵۴۳	۰٫۰۸۱۹۱	۰٫۰۰۱۴۷	۰٫۰۲۵۲۹	۰٫۰۰۰۵۵	۵۷۰٫۶	۸۶٫۳۵	۵۱۹٫۴	۱۵٫۴۸	۵۰۷٫۵	۸٫۷۷	۵۰۴٫۸	۱۰٫۷۵	۴۷۷٫۲۴	۴۸۳٫۹۵
Km352-5	۰٫۰۵۹۷۸	۰٫۰۰۲۳۵	۰٫۶۸۲۳۱	۰٫۰۲۵۰۱	۰٫۰۸۲۷۲	۰٫۰۰۱۴۶	۰٫۰۲۶۹	۰٫۰۰۰۵۵	۵۹۵٫۱	۸۳٫۴۵	۵۲۸٫۲	۱۵٫۰۹	۵۱۲٫۳	۸٫۶۷	۵۳۶٫۶	۱۰٫۹۱	۳۱۶٫۶۳	۳۰۰٫۶۹
Km352-6	۰٫۰۵۷۹۸	۰٫۰۰۲۶۴	۰٫۶۵۸۱۷	۰٫۰۲۸۴۸	۰٫۰۸۲۲۶	۰٫۰۰۱۴۸	۰٫۰۲۶۲۵	۰٫۰۰۰۵۶	۵۲۸٫۸	۹۷٫۲۵	۵۱۳٫۵	۱۷٫۴۴	۵۰۹٫۶	۸٫۷۹	۵۲۳٫۶	۱۱٫۱۱	۲۶۶٫۷۲	۲۶۲٫۴۳
Km352-7	۰٫۰۶۲۰۱	۰٫۰۰۳۵۴	۰٫۷۳۳۸۷	۰٫۰۴۰۲۶	۰٫۰۸۵۷۷	۰٫۰۰۱۷۳	۰٫۰۲۷۵	۰٫۰۰۰۷۳	۶۷۴٫۴	۱۱۷٫۷۲	۵۵۸٫۸	۲۳٫۵۸	۵۳۰٫۵	۱۰٫۲۹	۵۴۸٫۴	۱۴٫۳۹	۳۸۳٫۸۲	۳۹۳٫۴۵
Km352-8	۰٫۰۶۰۵۳	۰٫۰۰۲۴	۰٫۶۸۹۹	۰٫۰۲۵۵۳	۰٫۰۸۲۶	۰٫۰۰۱۴۸	۰٫۰۲۷۲۸	۰٫۰۰۰۵۶	۶۲۲٫۶	۸۳٫۱۳	۵۳۲٫۷	۱۵٫۳۴	۵۱۱٫۶	۸٫۷۹	۵۴۴	۱۱٫۰۴	۴۰۶٫۳۹	۴۲۰٫۴۶
Km352-9	۰٫۰۶۷۲۵	۰٫۰۰۲۴۷	۰٫۸۰۹۰۸	۰٫۰۲۷۶۱	۰٫۰۸۷۱۹	۰٫۰۰۱۵۷	۰٫۰۳۰۸۳	۰٫۰۰۰۶۵	۸۴۵٫۶	۷۴٫۷۱	۶۰۱٫۹	۱۵٫۵	۵۳۸٫۹	۹٫۲۸	۶۱۳٫۶	۱۲٫۷۹	۴۵۷٫۶۷	۳۷۵٫۰۹
Km352-10	۰٫۰۵۷۶۷	۰٫۰۰۲۱	۰٫۶۵۹۴۹	۰٫۰۲۲۳۲	۰٫۰۸۲۸۸	۰٫۰۰۱۴۶	۰٫۰۲۷۷۱	۰٫۰۰۰۵۶	۵۱۷٫۱	۷۷٫۸	۵۱۴٫۳	۱۳٫۶۶	۵۱۳٫۳	۸٫۶۹	۵۵۲٫۵	۱۱٫۰۱	۴۳۲٫۱۳	۳۵۱٫۸۲
Km352-11	۰٫۰۶۰۶۴	۰٫۰۰۳۲	۰٫۶۸۹۷۷	۰٫۰۳۴۸۲	۰٫۰۸۲۴۴	۰٫۰۰۱۶۴	۰٫۰۲۸۲۵	۰٫۰۰۰۶۹	۶۲۶٫۷	۱۰۹٫۷۷	۵۳۲٫۷	۲۰٫۹۲	۵۱۰٫۷	۹٫۷۵	۵۶۳٫۱	۱۳٫۵۴	۴۴۸٫۷۶	۴۸۴٫۲
Km352-12	۰٫۰۵۳۱۶	۰٫۰۰۲۴۴	۰٫۶۱۱۴۸	۰٫۰۲۶۸	۰٫۰۸۳۳۸	۰٫۰۰۱۵۴	۰٫۰۲۵۹۸	۰٫۰۰۰۶	۳۳۵٫۴	۱۰۰٫۷۵	۴۸۴٫۵	۱۶٫۸۹	۵۱۶٫۳	۹٫۱۶	۵۱۸٫۴	۱۱٫۷۵	۲۹۹٫۰۹	۲۴۹٫۶۳
Km352-13	۰٫۰۵۷۱	۰٫۰۰۱۸	۰٫۶۵۱۷۲	۰٫۰۱۸۸۱	۰٫۰۸۲۷۴	۰٫۰۰۱۴۴	۰٫۰۲۵۶۸	۰٫۰۰۰۴۸	۴۹۴٫۷	۶۸٫۷۶	۵۰۹٫۵	۱۱٫۵۶	۵۱۲٫۴	۸٫۵۶	۵۱۲٫۵	۹٫۴۶	۵۳۵٫۴۶	۵۷۳٫۳۸
Km352-14	۰٫۰۵۸۴۲	۰٫۰۰۲۱۴	۰٫۶۶۸۵۷	۰٫۰۲۲۸۴	۰٫۰۸۲۹۶	۰٫۰۰۱۴۸	۰٫۰۲۵۳۴	۰٫۰۰۰۵۲	۵۴۵٫۵	۷۸٫۰۶	۵۱۹٫۸	۱۳٫۹	۵۱۳٫۸	۸٫۸۳	۵۰۵٫۸	۱۰٫۱۵	۴۰۶٫۶۹	۳۹۰٫۹۴
Km352-15	۰٫۰۵۹۲۹	۰٫۰۰۱۹۷	۰٫۶۷۰۸	۰٫۰۲۰۴۹	۰٫۰۸۲۰۲	۰٫۰۰۱۴۵	۰٫۰۲۵۵۵	۰٫۰۰۰۵۲	۵۷۷٫۹	۷۰٫۴۶	۵۲۱٫۲	۱۲٫۴۵	۵۰۸٫۱	۸٫۶۵	۵۰۹٫۹	۱۰٫۱۵	۵۸۲٫۲۹	۴۵۶٫۴۵
Km352-16	۰٫۰۵۵۴۳	۰٫۰۰۲۲۵	۰٫۶۳۹۷۳	۰٫۰۲۴۵۸	۰٫۰۸۳۶۷	۰٫۰۰۱۵۱	۰٫۰۲۵۸۳	۰٫۰۰۰۵۲	۴۲۹٫۴	۸۸٫۰۲	۵۰۲٫۱	۱۵٫۲۲	۵۱۸	۸٫۹۸	۵۱۵٫۵	۱۰٫۱۷	۳۷۶٫۸۸	۴۲۸٫۹۲
Km352-17	۰٫۰۵۹۱۷	۰٫۰۰۲۳۳	۰٫۷۲۴۳۴	۰٫۰۲۶۸۲	۰٫۰۸۸۷۵	۰٫۰۰۱۶۲	۰٫۰۲۷۴۶	۰٫۰۰۰۵۶	۵۷۳٫۵	۸۳٫۲۵	۵۵۳٫۲	۱۵٫۷۹	۵۴۸٫۲	۹٫۵۹	۵۴۷٫۵	۱۱٫۰۱	۳۳۹٫۰۲	۳۹۴٫۷۲
Km352-18	۰٫۰۵۷۴۷	۰٫۰۰۲۶۲	۰٫۶۵۷۴	۰٫۰۲۸۶۲	۰٫۰۸۲۹۴	۰٫۰۰۱۵۵	۰٫۰۲۵۹۴	۰٫۰۰۰۶	۵۰۹٫۳	۹۷٫۶	۵۱۳	۱۷٫۵۴	۵۱۳٫۷	۹٫۲۱	۵۱۷٫۵	۱۱٫۷۴	۲۵۱٫۷۸	۲۱۵٫۹۳
Km352-19	۰٫۰۵۸۴۹	۰٫۰۰۲۰۴	۰٫۶۷۰۲۸	۰٫۰۲۱۷۹	۰٫۰۸۳۱۳	۰٫۰۰۱۴۹	۰٫۰۲۵۱۴	۰٫۰۰۰۴۹	۵۴۸٫۲	۷۴٫۲۸	۵۲۰٫۹	۱۳٫۲۴	۵۱۴٫۸	۸٫۸۹	۵۰۱٫۹	۹٫۷۴	۳۸۰٫۵	۳۹۶٫۳۴
Km352-20	۰٫۰۵۷۵۷	۰٫۰۰۲	۰٫۶۶۴۰۱	۰٫۰۲۱۶	۰٫۰۸۳۶۷	۰٫۰۰۱۵	۰٫۰۲۶۳۲	۰٫۰۰۰۵۱	۵۱۳٫۱	۷۵٫۰۲	۵۱۷٫۱	۱۳٫۱۸	۵۱۸	۸٫۹۴	۵۲۵٫۱	۱۰٫۰۸	۴۱۵٫۰۷	۴۲۸٫۶
Km352-21	۰٫۰۵۷۵۳	۰٫۰۰۱۸۳	۰٫۶۵۸۷۸	۰٫۰۱۹۳۷	۰٫۰۸۳۰۹	۰٫۰۰۱۴۸	۰٫۰۲۶۱۵	۰٫۰۰۰۵۱	۵۱۱٫۴	۶۸٫۷۵	۵۱۳٫۹	۱۱٫۸۶	۵۱۴٫۵	۸٫۷۹	۵۲۱٫۸	۹٫۹۹	۵۰۷٫۴۵	۴۱۲٫۲
Km352-22	۰٫۰۵۷۵۷	۰٫۰۰۲۱	۰٫۶۶۱۱۱	۰٫۰۲۲۶۵	۰٫۰۸۳۳۳	۰٫۰۰۱۵۲	۰٫۰۲۶۴	۰٫۰۰۰۵۵	۵۱۳٫۱	۷۸٫۴۴	۵۱۵٫۳	۱۳٫۸۴	۵۱۵٫۹	۹٫۰۲	۵۲۶٫۶	۱۰٫۷۴	۴۰۰٫۶۲	۳۳۲٫۳۸
Km352-23	۰٫۰۶۰۱۳	۰٫۰۰۳۸۳	۰٫۶۸۳۸۸	۰٫۰۴۲۲۲	۰٫۰۸۲۵۳	۰٫۰۰۱۸	۰٫۰۲۸۵۳	۰٫۰۰۰۹۴	۶۰۸٫۴	۱۳۲٫۱۱	۵۲۹٫۱	۲۵٫۴۶	۵۱۱٫۲	۱۰٫۷	۵۶۸٫۷	۱۸٫۳۸	۲۴۲٫۵۵	۱۶۰٫۱۵
Km352-24	۰٫۰۵۲۰۹	۰٫۰۰۲۰۹	۰٫۵۹۹۴۵	۰٫۰۲۲۸۸	۰٫۰۸۳۵۳	۰٫۰۰۱۵۳	۰٫۰۲۶۱۷	۰٫۰۰۰۵۳	۲۸۹٫۵	۸۸٫۹	۴۷۶٫۹	۱۴٫۵۳	۵۱۷٫۲	۹٫۰۸	۵۲۲٫۱	۱۰٫۵	۴۳۴٫۴	۳۸۵٫۴۳

نتایج سن‌سنجی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد گستره سنی ۶۰۱٫۹ تا ۴۷۶٫۹ میلیون سال را نشان می‌دهند. البته نمودار سازگاری رسم شده بیانگر سن ۸ ±۵۱۳٫۲ میلیون سال برای متابازیت‌هاست که با کامبرین پیشین همخوانی دارد (شکل‌های ۷ ب و پ). اما لازم به یادآوری است که در منطقه جنوب دوچاه، تعدادی توده‌های

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

گرانیتوئیدی روشن به درون این مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند که تعیین‌سن انجام شده به روش U-Pb بر زیرکن‌های استخراج شده از آن‌ها، سن ۳/۸ ±۵۵۳ میلیون سال، معادل آشکوب ادیاکارن (نئوپروتروزوییک‌پایانی) را نشان می‌دهد [۱۳]. بنابراین سن به‌دست آمده برای این متابازیت‌ها، اگر چه در نگاه کلی وابسته بودن آنها به مجموعه‌های دگرگونی پی‌سنگی ایران را تأیید می‌کند، ولی به نظر می‌رسد که این سن باید با احتیاط مورد استناد قرار گیرد. داده‌های سنی به دست آمده برای متابازیت‌های مناطق همجوار (بندهزارچاه با ۳۵ ±۵۸۲ میلیون سال و ۶/۹ ± ۵۳۳/۵ میلیون سال، [۱۱]) و متابازیت‌های شترکوه (۱۲ ± ۵۴۸ میلیون سال، [۱۵])، نشانگر آن است که سن حقیقی متابازیت‌های همجوار باید بیش از آن باشد که از نمودار سازگاری سنی نتیجه می‌شود. نگاهی تفصیلی به مقادیر عددی سن‌های به دست آمده برپایه زیرکن‌های متابازیت‌های ماجراد، گستره سنی ۵۵۰ تا ۵۶۰ میلیون سال را نیز نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد که منطقی‌ترین گستره سنی برای آن‌ها باشد. در مجموع، بیشتر نتایج سنی وابستگی مجموعه دگرگونی ماجراد و مجموعه‌های مشابه به اواخر نئوپروتروزوئیک را تأیید می‌کنند.

گفتنی است که در کنار سن‌سنجی زیرکن‌های استخراج شده از متابازیت‌ها، مقادیر فراوانی عناصر خاکی‌نادر زیرکن‌ها نیز اندازه‌گیری شد. از مقادیر به دست آمده می‌توان برای تعیین خاستگاه متابازیت‌ها استفاده کرد. در نمودار REE بهنجارشده نسبت به کندریت [۲۴]، عناصر خاکی نادر سنگین زیرکن‌ها دارای طرح‌های پرشیب هستند. این زیرکن‌ها دارای ناهنجاری مثبت Ce و ناهنجاری منفی Eu هستند (شکل ۷ ث). به باور برخی پژوهشگران [۳۲-۳۴] این ویژگی‌ها نشانگر یک سنگ مادر با ماهیت آذرین برای آمفیبولیت‌ها است. بنابراین آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد برآمده از سنگ مادر آذرین (بازالت‌ها) هستند.

بحث

براساس بررسی‌هایی پیرامون مناطق پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی مناطق قاره‌ای شمال گندوانا، بسیاری از پژوهشگران [۴-۵، ۷-۱۵] معتقدند که در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل شده‌اند که گسترش برخی از آنها تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش‌رفته است. با توجه به ترکیب‌های سنگی به‌جای مانده در منطقه ماجراد و مجموعه شواهد زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌های مادر این مجموعه دارای طیف ترکیبی متنوعی از شیل (پلیت)، ماسه‌سنگ، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی - آواری‌های وابسته هستند که به صورت مجموعه‌های دگرگونی با طیف ترکیبی گسترده‌ای شامل متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت و متاریولیت در این منطقه رخنمون یافته‌اند. در برخی از مجموعه‌های دگرگونی مانند جندق، علاوه بر متابازیت‌های با سنگ‌والد بازالتی، طیف گسترده‌ای از لوکوگابرو، پیروکسنیت و هارزبورژیت‌های دگرگون‌شده نیز دیده می‌شود. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه‌ها در شرایط دما - فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و به ندرت تا گرانولیت تکامل یافته‌اند [۲۸].

متاپلیت‌ها در بیشتر مناطق پی‌سنگی، در بالاترین درجه خود، تا حد ذوب و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش‌رفته‌اند [۵، ۸، ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۴] از سوی دیگر، ذوب آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها به تشکیل ترکیب‌های تونالیتی منجر شده است [۱۵]. در شمال تنگه ماجراد تا شمال آغل سیاه‌تول، از تبلور فراورده‌های ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی (پاراگنیس‌های بیوتیت‌دار)، توده‌های گرانیتی روشن کوچکی تشکیل شده است که مقیاس چند متر تا چند صد متر رخنمون دارند [۱۱]؛ سنگ‌های مشابه در منطقه دوچاه و بندهزار چاه وسعتی حدود چندین کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند.

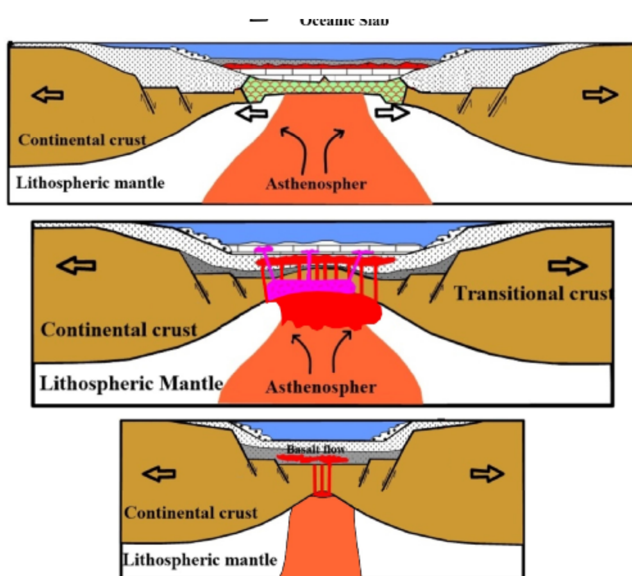
به نظر می‌رسد که حوضه‌های کششی تشکیل‌شده در این مناطق اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک نظام تراکمی، به سرعت بسته‌شده و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای به‌هم افزوده بر روری ورقه‌های قاره‌ای فرارانده شده و احتمالاً تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند. با این وجود، در برخی مناطق شواهدی از تشکیل پوسته اقیانوسی و گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی گزارش شده است [۱۴، ۲۸]. رخنمون بسیار کم و محدود افیولیت‌های قدیمی خود شاهدی بر این ادعاست که در بیشتر مناطق،

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

حوضه‌های کششی درون قاره‌ای پیش از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی یا اندکی پس از آن بسته شده‌اند. با توجه به اینکه در گستره‌های سنی اندکی جوانتر از اواخر نئوپروتروزوئیک و کامبرین پیشین، در ایران فراورده‌های ماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش دیده نمی‌شود، به نظر می‌رسد که اگر چه بخش‌هایی از ورقه‌های اقیانوسی در فرایند بسته‌شدن حوضه‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند، ولی شرایط دما - فشار برای ذوب و تشکیل مذاب‌ها و کمان‌های ماگمایی مهیا نشده است.

بر اساس سن‌سنجی صورت‌گرفته به روش اورانیم - سرب بر زیرکن‌های استخراج‌شده از متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد و همچنین داده‌های سن‌سنجی دیگر مجموعه‌های جنوب‌شرق شاهرود، سن‌های به دست آمده با نئوپروتروزوئیک پایانی (ادیاکارن) همخوانی دارد و وابستگی آنها به مناطق پی-سنگی و گندوانایی را تأیید کرده و نشان می‌دهند که مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد طی کوهزایی کادومین در گستره نئوپروتروزوئیک‌پایانی تشکیل شده است.

بررسی مستندات منتشر شده پیرامون سرزمین‌های پی-سنگی مشابه ولی با گستره سنی قدیمی‌تر در عربستان سعودی، مصر، اردن، ترکیه و اتیوپی [۱۷، ۱۸، ۱۹ و ۳۵] نشان می‌دهد که دگرگونی های زمین‌دینامیکی در این مناطق نیز به صورت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای بوده است که به ندرت تا مرحله اقیانوس‌زایی پیشرفته تحول یافته‌اند. به نظر می‌رسد که در نئوپروتروزوئیک، گوشته زمین فعّال‌تر و درجه زمین‌گرمایی‌کلی زمین بالاتر بوده و توانسته است که چرخه-های زمین ساختی فعّال ولی کوتاه‌مدت ایجاد کند. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته‌شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی و از سوی دیگر، فرورانش ورقه‌های سنگی (تختال)، سنگ‌های دگرگونی با درجه بسیار پایین (رخساره شیست سبز) تا بالا (اواخر رخساره آمفیبولیت- آغاز رخساره گرانولیت) ایجاد شده است. در برخی موارد، عدم توجه به این نکته باعث شده است تا به سنگ‌های دگرگونی دارای دگرریختی بالا، سن قدیمی‌تر و به سنگ‌های دارای دگرگونی درجه ضعیف‌تر و همچنین دارای شدت دگرریختی کمتر، سن جوان‌تر نسبت داده شود. با الهام از مدل زمین‌دینامیکی تشکیل دریای‌سرخ [۳۶]، بخشی از دگرگونی‌های زمین‌دینامیکی مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال پهنه ساختاری ایران‌مرکزی به‌صورت نمادین در شکل ۸ نمایش داده شده‌است (شکل ۸).



مرحله پیشرفته
زایش ورقه اقیانوسی
توسعه رسوبگذاری توالی شیلی کربناته با میان لایه های بازالتی

مرحله میانی
توسعه ریفت
صعود آستنوسفر به اعماق کم لیتوسفر قاره ای
توسعه میان لایه های بازالتی در بین رسوبات

مرحله آغازی
نازک شدن لیتوسفر قاره ای
بازشدگی درون قاره ای
رسوبگذاری شیل، سیلتستون، ماسه سنگ و میان لایه های آهکی

شکل ۸ مدل زمین‌دینامیک نمادین برای دگرگونی‌های زمین ساختی مجموعه دگرگونی ماجراد در گستره زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

برداشت

مجموعه دگرگونی ماجراد واقع در جنوب‌شرق شاهرود، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک را شامل می‌شود و توسط توالی‌های رسوبی تریاس پایانی- ژوراسیک پیشین پوشیده شده است. متابازیت‌ها سهم قابل توجهی از سنگ‌های دگرگونی این مجموعه را به خود اختصاص داده‌اند و شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. سنگ مادر این متابازیت‌ها شامل روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی - آواری‌های وابسته بوده‌اند که در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به سن اواخرنئوپروتروزوییک تشکیل شده‌اند. با توجه به نتایج حاصل از تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ مادر متابازیت‌ها از خاستگاه‌هایی چون OIB تا EMORB سرچشمه گرفته است. تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) نشان می‌دهد که ماگمای مادر سازنده سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد بیشترین شباهت را به سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای دارد و بی‌هنجاری‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، به احتمال زیاد از آلایش پوسته‌ای و دگرنهادی گوشته‌ای ناشی شده است. ماگمای سازنده سنگ والد این متابازیت‌ها از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی ایجاد شده است.

مراجع

[1] Golonka J., *"Chapter 6 Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region"*, Geological Society, London, 35(2011)79-129.

[2] Linnemann U., Romer R.L., Gerdes A., Jeffries T.E., Drost K., Ulrich J., "*The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*", Schweizerbart, Stuttgart (2010)37–58.

[3] Stampfli G.M., *"Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.(Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area"*, Geological Society London Special Publications 173(2000)1–23.

[4] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., and Walker J.D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic -Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451(2008)71–96.

[5] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics",* American Journal of Science 303(2003) 622-665.

[6] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications",* Tectonophysics 451(2008)123–155.

[7] Rahmati-Ilkhchi M., Jerabek P., Faryad S.W., Koyi H.A., *"Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran",* Tectonophysics 494(2010)101-117.

[8] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R J., Santos J F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research 27(2013) 439 - 452.

[9] Monazzami Bagherzadeh R., Karimpour M.H., Lang Farmer G., Stern C.R., Santos J.F., Rahimi B., Heidarian Shahri M.R., *"U-Pb Zircon geochronology petchemical and Sr-Nd isotopic characteristic of late Neoprotrozic granitoid of the Bornaward complex (Bardaskan NE Iran) "*, Journal of Earth Sciences 111(2015)54-71.

[10] Balaghi Einalu M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajjel M., *"Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of Schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic- igneous Complex, SE of Shahrood (Iran)"*, Journal of Asian Earth Science, 92(2014)92-124.

[11] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., *"Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]

for the formation of alkali rocks in Shemshak Formation, Alborz Zone", Irananin Journal of Crystallography and Mineralogy, 4(2012)699-714.

[21] Walker K.R., Joplin G.A., Levering J.F., Green R., *"Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland"*, Geol. Soc. Australia 6,(1960)149-177.

[22] Middlemost E.A.K., *"Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology"*, Longman Group U.K (1985)73-86.

[23] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks"*, Earth and Planetary Science Letters 28 (1976), 459–469.

[24] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry",* Elsevier, Amsterdam (1984)63-114.

[25] Sun S.S., McDonough W.F, *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins"*, Geological Society of London, U. K. Special Publication, 42(1989) 313-345.

[26] Zhao J.H., Zhou M.F., *"Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle"*, Precambrian Research 152(2007) 27-47.

[27] Pearce J.A., *"Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continentalmargins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths"*, Shiva, Nantwich, UK (1983)230–249.

[28] Keyghobadi F., *"Geochemistry and geochronology of the metabasites from the Posht-e-Badam region, Central Iran"*, M.Sc. Thesis, Damghan University, (2017)117p.

[29] Pearce J.A., *"Statistical analyses of major element patterns in basalts",* J. Petrol 17(1976)15–43 .

[30] Coban H., "*Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central along the northern active margin of Gondwana",* Chemie der Erde 75(2015)207–218.

[12] Rossetti F., Nozaem R., Federico Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., *"Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block)"*, Journal of Earth Science (2014).

[13] Veiskarami M., Sadeghian M., Shekari S., *"Geochronology of late Neoprotrozoic granitoids Of the north Kandu sheepcote (South Do Chah – Southeast Shahrood)",* 24th symposium of crystallography and mineralogy of Iran (2016).

[14] Sadeghian M., Hosseini S.H, Hemmati A., Shekari S.,*"Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids",* Journal of Earth Sicences geological survey of Iran 103(2016)41-60.

[15] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., *"Mineral chemistry and petrogensis of Metabasites rocks of metamorphic - igneous Shotor-Koh complex (SE shahrood) evidence of the development of late Neoproterozoic riftic basins"* , Journal of Earth Sicences geological survey of Iran 105(2017)167-182.

[16] Nadimi A.,*"Evolution of the Central Iranian basement",* Gondwana Res 12(2007)324–333.

[17] Abbo A., Avigad D., Gerdes A., Güngör T.*,"Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U–Pb–Hf in zircons"*, Lithos 227(2015)122-139.

[18] Asaad M.B. Kamal A., Martin J., *"Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassirring complex, Southern Arabian Shield"*, Chemie der Erde 73(2013)451-473.

[19] Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Alastair H.F., Robertson H.F., Collins A.s., *"Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating"*, Gondwana Resarch 21(2012)1001-1018.

[20] Ghasemi H., Jamshidi Kh.," *Geochemistry, lithology and proposed tectonomagation pattern*

zircon Hf-isotopedata", Lithos 119(2010)457–466.
[34] Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., *"The composition of zircon and igneous andmetamorphic petrogenesis",* Rev. Mineral. Geochem 53 (2003)27–62.
[35] Sterna R.J., Ali K.A., Abdelsalam M.G., Wilded S.A., Zhou Q., *"U–Pb zircon geochronology of the eastern part of the Southern Ethiopian Shield",* Precambrian Research 206– 207 (2012) 159– 167
[36] Rasul Najeeb M.A., Stewart Ian C.F., *"The Red sea The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin",* Springer Earth System Sciences (2015)638.
and western Anatolia" Journal of Earth-Science Reviews 80(2007)219-238.
[31] Zhu C.Y., Zhao G., Sun M., Eizenhöfer P.R, Qian Liu, Zhang X., Han Y., Hou W.,*"Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications",* Gondwana Resarch (43)(2016)213-228pp.
[32] Rubatto D., *"Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between* U-Pb ages and metamorphism", Chemical Geology 184(2002)123-138.
[33] Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., *"The growth of the continental crust: constraints from*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.191]